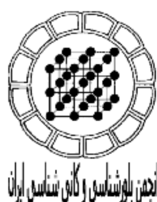


سال بیست و چهارم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۵، از صفحهٔ ۸۱۳ تا ۸۲۴

زمین‌شیمی و زایش کانسار باریت رباط پائین، خمین، استان مرکزی

هوشنگ پورکاسب*، صادق طاهری، علیرضا زراسوندی، محمدعلی علی آبادی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

(دریافت مقاله: ۹۴/۱۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۵/۴/۳۰)

چکیده: کانسار باریت رباط پائین در۳۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان خمین و در منطقه‌ی سنندج ـ سیرجان قرار گرفته است. واحدهای کربناتی کرتاسه‌زیرین در ناحیه‌ی رباط پائین، سنگ میزبان کانه‌زایی باریت هستند و این واحدهای کربناتی بیشتر شامل، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه مداری (دولومیتی شده در بعضی نواحی) و سنگ‌آهک‌های نازک لایه، شیل ومارن هستند. در این منطقه، کانه‌زایی به‌صورت روزادی و به شکل رگه‌ای، پرکننده‌ی فضای خالی، توده‌ای و بافت جانشینی درون سنگ میزبان کربناتی رخداده است. پائین بودن میزان (۰/۱۲Wt.٪ -۰/۱) Al_2O_3 و (۰/۰۳ Wt.٪ -۰/۰۱) TiO_2 و تمرکز نسبتاً بالای Sr (با میانگین ۳۱۸۰ppm) در نمونه‌های باریت رباط پائین و سنگ میزبان کانسار نشانه‌ای از خاستگاه شاره‌های کانه‌زای نوع گرمابی با دماپایین در این کانساراست. غنی‌شدگی LREE/HREE به دلیل غنی بودن شاره از کلر و عدم حضور شاره‌ی فلوئوردار در منطقه است. با توجه به این‌که حمل LREE در گرماب به‌وسیله‌ی همتافته‌ی کلریدی صورت می‌گیرد و چون کلریدها توانایی حلالیت بیش‌تری دارند لذا در مراحل نهایی نهشته می‌شوند این موضوع بالاتر بودن میزان LREE را در باریت‌های منطقه نشان می‌دهد. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر باریت رباط پائین مشابه باریت حاشیه‌ی قاره‌ای کالیفرنیا (SCCB) در گستره‌ی باریت‌های گرمابی با دماپایین قرار دارد. بی‌هنجاری منفی Ce (۰/۹۱ تا ۰/۲۶=Ce/Ce*)، بی‌هنجاری شدید و مثبت Eu (۳/۰۶ تا ۱/۸۳=Eu/Eu*)، نسبت بالای Ce/La (Ce/La = ۱/۰۵)، نسبت پائین Y/Ho (Y/Ho = ۷/۱۴ تا ۴)، نشان‌دهنده‌ی قاره‌ای بودن کانسار هست. با توجه به شواهد صحرایی، بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی به نظر می‌رسد کانسار رباط پائین، در رده‌ی کانسارهای نوع دره‌ی می‌سی‌سی‌پی (MVT) قرار گیرد.

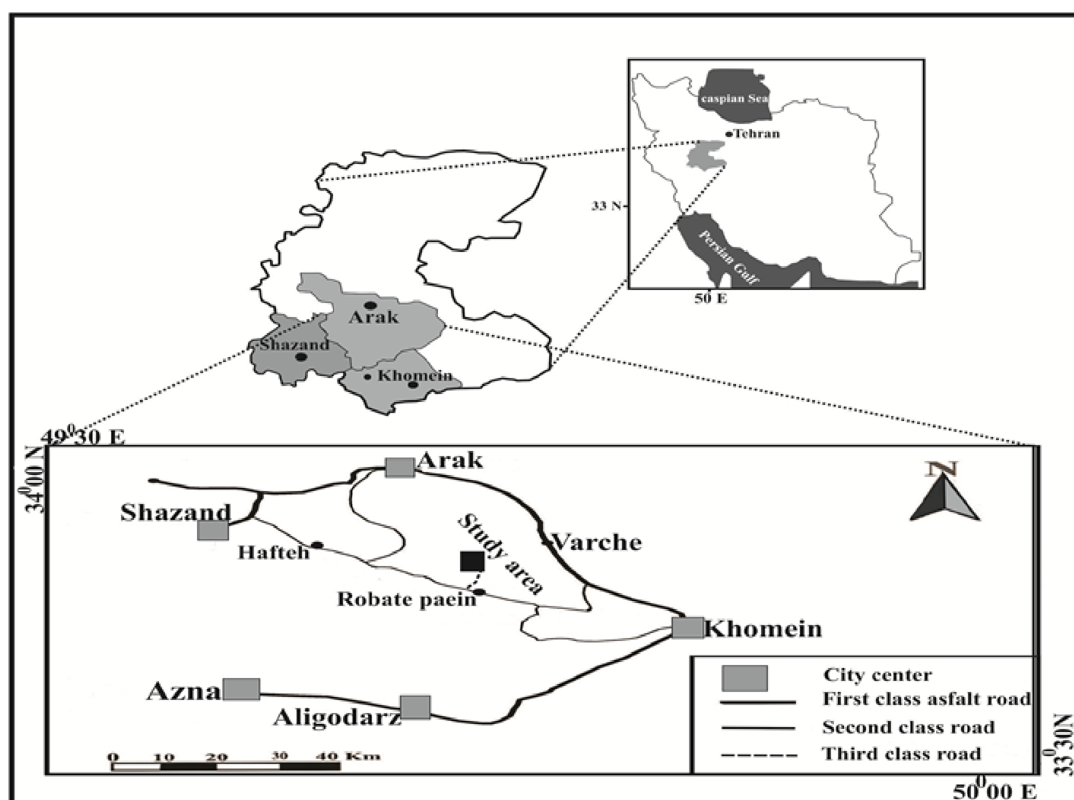
واژه‌های کلیدی: *باریت؛ رباط پائین؛ زمین‌شیمی؛ آنالیز ICP-MS.*

مقدمه

بیش از ۱۰۰ کانسار و نشانه‌ی معدنی باریت در ایران شناخته شده است که سن تشکیل آنها متفاوت و از پرکامبرین تا کواترنر است. سنگ میزبان این کانسارها، شامل سنگ‌های رسوبی و حتی آذرین می‌شود. ماده‌ی معدنی به صورت لایه‌ای رسوبی، رگه‌ای و حتی ترکیبی از آنها دیده می‌شود، ولی بزرگ‌ترین کانسارهای باریت ایران به‌صورت رسوبی هستند [۱]. کانسار باریت رباط پائین در استان مرکزی و در فاصله‌ی۳۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان خمین قرار دارد. این منطقه بین محورهای ارتباطی اراک، خمین و شازند قرار گرفته است.

نزدیک‌ترین شهر به ناحیه‌ی مورد بررسی خمین است که دست‌کم از سه محور آسفالته شوسه امکان دستیابی به محدوده‌ی مورد بررسی وجود دارد [۲]، (شکل ۱). در این مقاله سعی شده است تا از تلفیق بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و نیز داده‌های زمین‌شیمیایی برای روشن کردن ارتباط بین ماده‌ی معدنی و سنگ میزبان و چگونگی زایش این کانسار استفاده شود.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۶۰۹۵۲۱۶، پست الکترونیکی: h.pourkaseb@scu.ac.ir



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی (رباط پائین، شمال غرب خمین).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]

بدون شک، بررسی و دست‌یابی به چگونگی زایش این کانسار می‌تواند راهگشای شناخت، پی‌جویی و استخراج ذخایر دیگر باریت در این ناحیه باشد.

روش بررسی

به منظور دستیابی به هدف‌های مورد نظر، پس از بررسی‌های اولیه کتابخانه‌ای، و چند مرجع دیگر، بررسی و بازدید صحرایی، از واحدهای سنگی و بخش‌های معدنی نمونه‌برداری شد. در مجموع تعداد ۵۰ نمونه برداشت شدند. که در این میان ۲۵ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی به منظور بررسی‌های کانی-شناسی و بافتی میکروسکوپی و تعیین چگونگی تبلور کانسار، و واحدهای کربناته‌ی میزبان کرتاسه‌زیرین تهیه شد. از طرف دیگر برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی منطقه‌ی مورد بررسی در مجموع تعداد ۱۰ نمونه شامل ۶ نمونه باریت خالص شده، ۱ نمونه از کانی سولفیدی گالن، ۱ نمونه سنگ میزبان آهک دولومیتی، ۱نمونه شیل و ۱ نمونه حاوی پیریت و اکسید آهن) انتخاب شدند و به روش طیف‌سنجی جرمی اتمی جفت پلاسمای القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه کانساران بینالود مورد بررسی شیمیایی قرار گرفتند و نتایج به دست‌آمده (جدول ۱). از تجزیه شیمیایی در سه بخش عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر مورد بررسی قرار گرفتند. در راستای بررسی‌های زمین‌شیمیایی و درک بهتر از توزیع عناصرکمیاب و عناصر خاکی نادر، داده‌های حاصل از نمونه‌های کانسار باریت رباط پائین نسبت به ترکیب کندریت براساس داده‌های [۳] بهنجار شده و الگوهای توزیع آنها مورد بررسی قرار گرفتند.

زمین‌شناسی

کمربند متالوژنی سرب- روی ملایر- اصفهان با طولی بالغ بر ۴۴۰ کیلومتر و عرض بیش از ۴۰ کیلومتر با روند شمال غرب-جنوب شرق، در بخش مرکزی پهنه ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد. حوضه جنوب اراک بزرگترین و غنی‌ترین ناحیه فلززایی در کمربند ملایر- اصفهان است. منطقه رباط که در مرکز حوضه جنوب اراک قرار دارد، دربرگیرنده تعدادی از کانسارها به نام‌های روی- سرب اره گیجه، باریت رباط، باریت کوه دم سیاه و کانسار روی- سرب- باریت کوه کلنگه هستند در این حوضه، کانه‌زایی در افق‌های کانه‌ی دارکرتاسه دیده می‌شود.

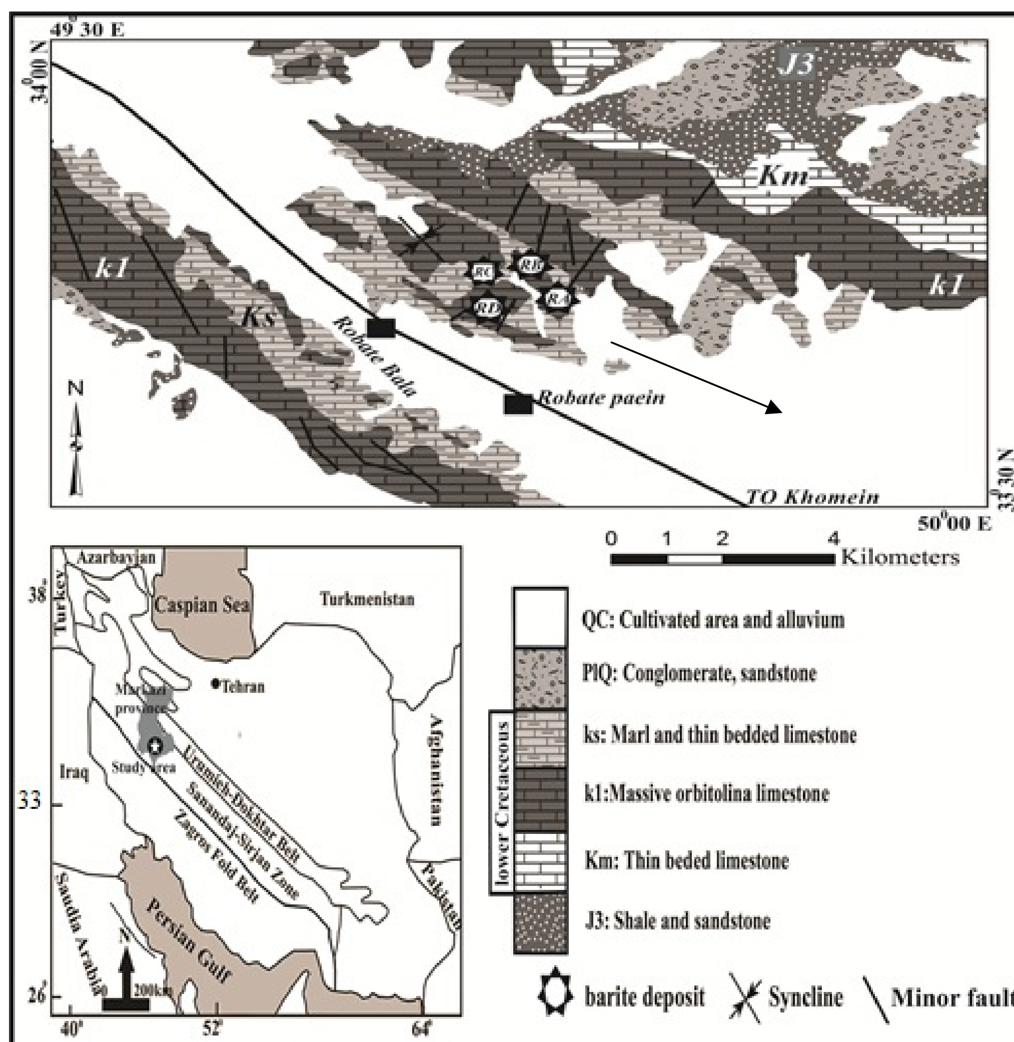
جدول ۱ ترکیب عناصر اصلی (برحسب درصد)، کمیاب و عناصر خاکی نادر (برحسب ppm) نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار رباط پائین.

Sample	**H-R$_1$**	**H-R$_7$**	**R-A$_2$**	**R-A$_4$**	**R-C$_1$**	**R-C$_6$**	**R-D$_2$**	**R-D$_7$**	**R-B$_2$**	**R-B$_3$**
Rock type	Host	Shale	Barite	Barite	Barite	Barite	Barite	Barite	Galena	Pyrite and
Al_2O_3	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۲
Fe_2O_3	۳٫۵	۸٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۳۵	۱۰
MgO	۱٫۷	۳٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۸
CaO	۱۲٫۲	۰٫۲	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۲۱	۱٫۳
Na_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K_2O	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
MnO	۰٫۳	۱٫۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۲
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۳
Mo	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۷	۱٫۴
Cu	۱۰۰	۸۰	۱۷	۱۲	۲۱	۱۱	۸	۷	۷۳	۲۳
Pb	۳۶۲	۵۸۰	۱۲	۳	۱	۰٫۹	۱	۳	۳۰۰۰۰	۷۹۹۳
Zn	۳۷۶	۳۹۴	۲۳	۱۲	۸	۵	۸	۲	۷۷۶	۵۶۱
As	۲	۶.۸	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۱٫۱	۱۰۰
Ni	۷	۲	۷	۴	۲	۱	۱	۳	۲	۶۱
Cd	۰٫۰۸	۱٫۴	۰٫۵	۲٫۴	۰٫۰۳	۲.۵	۰٫۳	۲	۱۰٫۱	۱۰۱
Sb	۱٫۸	۱٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۲٫۵	۶٫۲
Ag	۳	۲	۱٫۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱	۴۴	۶٫۴
Hg	۱	۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۶	۲
Se	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۱	۰٫۶۳
Ba	۲۹۷۴	۴۷۶۰	۶۹۱۸	۵۶۷۰	۵۸۹۰	۷۳۴۰	۶۱۷۳	۵۲۷۴	۲۶۲	۴۶۵
Be	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶
Co	۲٫۳	۱	۱	۰٫۹	۰٫۹	۱	۱	۰٫۹	۳٫۳	۵۴
Au	۱٫۴	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۲	۱	۱٫۹	۱٫۳	۱٫۲	۱	۱٫۴
Cs	۱۴	۱۰	۲	۳	۳	۲	۳	۲	۳	۳
Ga	۱٫۳	۲٫۹	۲٫۵	۵	۵٫۹	۴٫۶	۱	۳	۱٫۴	۹٫۲
Hf	۰٫۰۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵

ادامه جدول ۱ ترکیب عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر (برحسب ppm) نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار رباط پائین.

Nb	۱	۱	۰٫۹	۰٫۷	۱	۱	۰٫۹	۱	۱	۱
Rb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sn	۰٫۰۸	۰٫۷	۱٫۲	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۳٫۹	۱٫۸
Sr	۵۸۳	۴۱۲	۴۱۶.۶	۹۹۰	۱۱۸۰٫۳	۴۹۳٫۳	۹۲۸٫۴	۶۶۳٫۶	۱۳۳	۱۰۲
Ta	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Th	۰٫۵۴	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۲	۰٫۹	۰٫۱	۰٫۴
U	۱٫۹	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۶
V	۲۹	۸	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۶	۱۲
W	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵
Zr	۸	۵	۵	۳	۵	۵	۴	۵	۵	۵
Co/Ni	۰٫۳۲	۰٫۵	۰٫۱۴	۰٫۲۲	۰٫۴۵	۱	۱	۰٫۳	۱٫۶۵	۰٫۸۸
Y	۳٫۱	۵٫۳	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۱	۱
La	۶	۳	۴	۲٫۵	۱٫۹	۱٫۸	۳	۲٫۲	۱	۱
Ce	۱۰	۸	۲	۳	۳	۲	۳	۲	۳	۳
Pr	۱٫۵	۱٫۱۲	۰٫۷	۰٫۶۹	۰٫۶۵	۰٫۶	۰٫۷۵	۰٫۸	۰٫۶۳	۰٫۸۹
Nd	۶٫۴	۵٫۵	۳٫۳	۲	۱٫۹	۳	۲٫۵	۳٫۳	۲	۴.۱
Sm	۱٫۲۶	۱٫۷۲	۰٫۸۵	۰٫۷۵	۰٫۸۶	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۷۲	۰٫۶۷	۱٫۲۴
Eu	۰٫۵۱	۰٫۹۴	۰٫۴۸	۰٫۴	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۴	۰٫۴۸	۰٫۵۱	۰٫۷
Gd	۰٫۸۷	۱٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۴	۰٫۳۵	۰٫۵	۰٫۵۵	۰٫۵	۰٫۵۶	۰٫۴۶
Tb	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۹	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۱۲
Dy	۰٫۶۳	۰٫۹۲	۰٫۴۵	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۲۵	۰٫۵	۰٫۲۹
Ho	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۸
Er	۰٫۲۸	۰٫۴	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۹
Tm	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۸
Yb	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۱
Lu	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۵
ΣREE	۳۱٫۱۳	۲۸٫۸۶	۱۳٫۴۴	۱۰٫۶۸	۱۰٫۲	۹٫۵۹	۱۱٫۸۴	۱۱٫۰۲	۹٫۳۷	۱۳٫۲
Ce/La	۱٫۶۶	۲٫۶۶	۰٫۵	۱٫۲	۱٫۵۷	۱٫۱۱	۱	۰٫۹۵	۳	۳
Y/Ho	۳۱	۲۶٫۵	۷٫۱۴	۴	۳٫۳۳	۳٫۳۳	۴	۷٫۱۴	۲٫۵	۱۲٫۵
$(La/Lu)_{CN}$	۱۲٫۴۶	۷٫۸	۴۲٫۱۷	۸٫۷	۹٫۸۷	۱۸٫۹۷	۱۲٫۵	۷٫۴	۲٫۵	۲٫۰۷
$(Eu/Eu^*)_{CN}$	۱٫۴۸	۱٫۸۸	۳٫۰۶	۳٫۱۵	۲٫۹۵	۲٫۳۳	۱٫۸۳	۲٫۴۴	۲٫۵۴	۲٫۸۹
$(Ce/Ce^*)_{SN}$	۰٫۷۹	۱٫۰۵	۰٫۲۹	۰٫۵۷	۰٫۶۸	۰٫۴۶	۰٫۷۶	۰٫۴۹	۰٫۹۴	۰٫۷۷
$(Ce/Yb)_{CN}$	۲۳٫۰۳	۲۳٫۷	۱۰٫۵	۴۰٫۷۵	۱۵٫۷۷	۱۳٫۱۵	۱۵٫۷۷	۱۸٫۱۱	۱۵٫۷۷	۷٫۸۸
$(Ce/Sm)_{CN}$	۱٫۹۱	۱٫۱۲	۰٫۵۶	۰٫۹۶	۰٫۸۴	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۶۷	۱٫۰۸	۰٫۵۸
$(La/Yb)_{CN}$	۴۰	۲۳	۵۴٫۴۱	۸۷	۲۵٫۲۵	۳۱٫۶	۱۶٫۱۱	۳۳٫۳۳	۱۳٫۵۸	۰٫۷۹
$(La/Ce)_{CN}$	۱٫۵۵	۰٫۹۶	۵٫۱۷	۲٫۱۵	۱٫۶۳	۲٫۳۲	۱٫۰۲	۱٫۸۴	۰٫۸۶	۰٫۸۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]



شکل ۲ موقعیت واحدهای ساختاری اصلی ایران و جایگاه منطقه‌ی مورد بررسی اقتباس [۴] و نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده‌شده‌ی گستره‌ی کانسار باریت رباط پائین [۵].

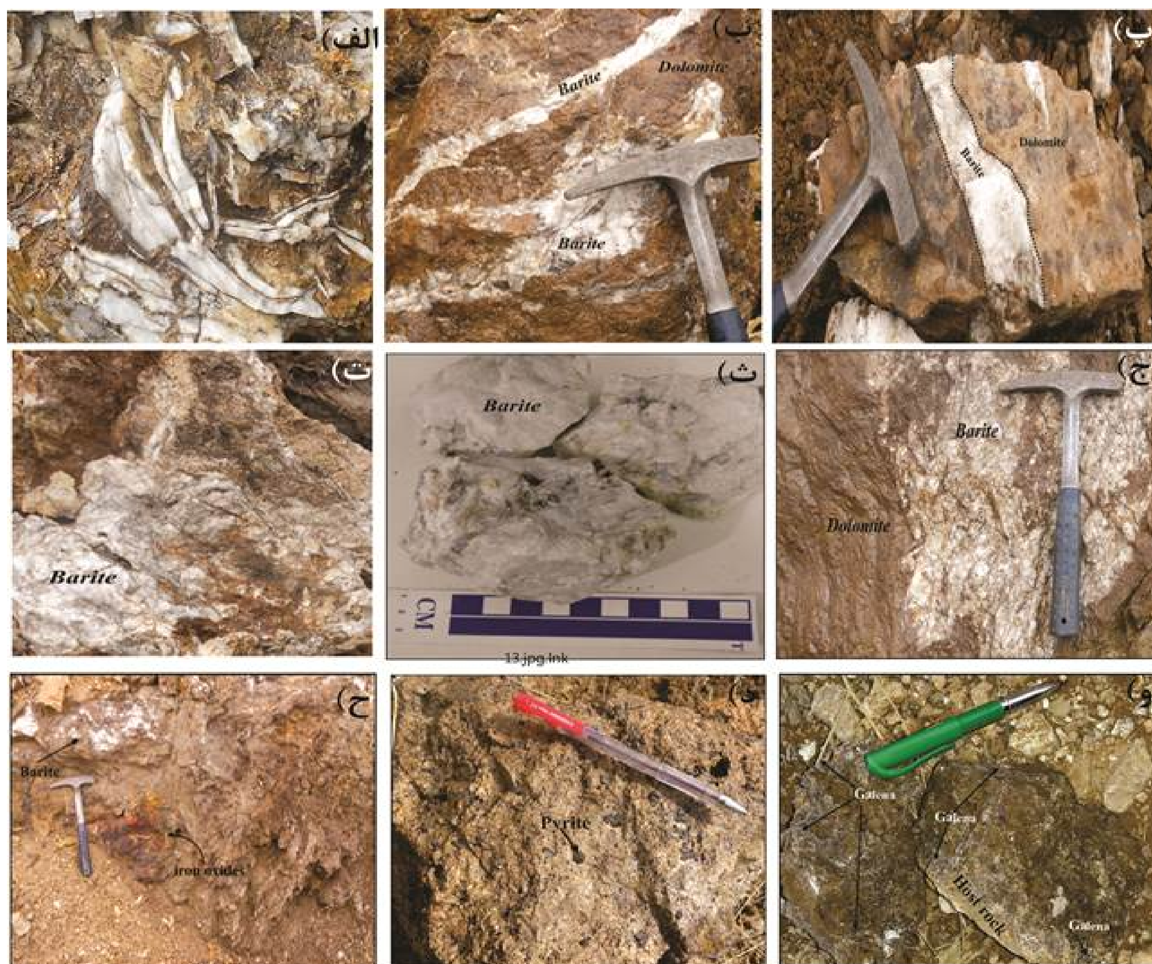
کانسار باریت رباط پائین در گستره‌ی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورچه قرار دارد [۵]. چنانکه در نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ای (شکل ۲) این کانسار مشاهده می‌شود قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در آن شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک هستند که این ماسه‌سنگ‌ها در بخش شمال خاوری منطقه رخنمون دارند و مرز فوقانی آن با رسوب-های کرتاسه یک مرز خردشده است. واحدهای کربناتی کرتاسه به ترتیب از سنگ‌آهک‌های نازک لایه، ضخیم لایه تا متورق خاکستری‌رنگ مداری و شیل و مارن تشکیل‌شده است. واحد سنگ آهک متورق نازک لایه با مرز تراستی روی واحدهای ژوراسیک قرارگرفته است این واحد در بخش شمالی گستره‌ی مورد بررسی قرار دارد. روی این واحد، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه مداری قرارگرفته است. این واحد در بعضی نواحی دولومیتی شده است منطقه‌ی مورد بررسی دارای کانه‌زایی باریت است [۶]. و روی واحد آهک‌های ضخیم لایه در اثر پیشروی آب دریا، شیل و مارن بامیان لایه‌ی سنگ‌آهک نازک لایه قرار می‌گیرد که از ویژگی‌های آن ریخت‌شناسی نرم و چین‌خوردگی‌های متعدد مشاهده می‌شود. بخش اصلی کانه-زایی درکانسارباریت رباط پائین در واحدهای کربناتی کرتاسه-زیرین قرار گرفته است .واحد سنگی دیگری که در منطقه برون‌زد دارد. شامل تناوبی است از ماسه‌سنگ، کنگلومراو مارن-های سیلیت دار پلیئوستوسن بیشترین گسترش آن در بخش-های شمال و شمال‌شرقی منطقه نیز دیده می‌شود که به‌صورت دگر شیب بر روی واحد سنگی تریاس پایانی ـ ژوراسیک زیرین

قرار گرفته‌اند رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر که از رسوب‌های کنگلومرایی قدیم و جدید، مخروط افکنه و رسوب‌های رودخانه‌ای جوان تشکیل‌شده‌اند بر رسوب‌های قدیمی‌تر را می‌پوشانند این رسوب‌ها افقی هستند و رخداد زمین‌ساختی مؤثری را تحمل نکرده‌اند. این نهشته‌ها از رس، مارن، قطعات ماسه‌سنگی و عناصر درشت‌تر تشکیل شده‌اند.

کانه‌زایی و کانی‌شناسی

بررسی‌های صحرایی

در بازدیدهای صحرایی مشخص شد که بخش‌های حاوی باریت در گستره‌ی رباط پائین به صورت پراکنده دیده می‌شوند، ولی با توجه به حجم ماده‌ی معدنی می‌توان چهار واحد معدنی جداگانه به نام‌های R-A, R-B, R-C, R-D (R=Robat-Paein) تشخیص داد که موقعیت هرکدام از این واحدهای در شکل ۲ نشان داده شده‌اند. کانه‌زایی در کانسار رباط پائین به صورت روزادی بوده و بیشتر کانه‌زایی به شکل پرکننده‌ی فضا-های خالی (شکل ۳ الف)، رگه‌ای و رگچه‌ای (شکل ۳ پ، ب)، توده‌ای (شکل ۳ ث، ت) و جانشینی (شکل۳ ج)، درون سنگ میزبان کربناتی (آهک دولومیتی) شکل گرفته‌اند. در مشاهدات صحرایی علاوه بر باریت، اکسیدهای آهن (شکل۳ ح) و کانی‌های سولفیدی شامل پیریت و گالن مشاهده شدند که بیشتر به صورت پراکنده و ریز دانه‌ای (۰.۵ تا ۲ میلی متر) در سنگ میزبان آهک دولومیتی و یا به صورت درشت دانه در حفره‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۳ و، د).



شکل ۳ (الف) کانه‌زایی شکاف‌پرکن باریت در راستای شکستگی‌ها، (ب) کانه زایی رگه‌ای باریت، (پ) کانه‌زایی رگه‌ای و رگچه‌ای در راستای شکستگی و شکاف سنگ میزبان آهک دولومیتی، (ت) کانه‌زایی توده‌ای در ارتباط با شکستگی‌های بزرگ‌مقیاس (خط‌چین)، (ت) نمونه‌های باریت با کانه‌زایی توده‌ای، (ج) کانه‌زایی جانشینی باریت در سنگ میزبان آهک دولومیتی، (ح) همراهی باریت با اکسیدهای آهن، (د) پراکندگی پیریت در سنگ میزبان آهکی، (و) پراکندگی سرب (Gn) در سنگ میزبان آهک دولومیتی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]

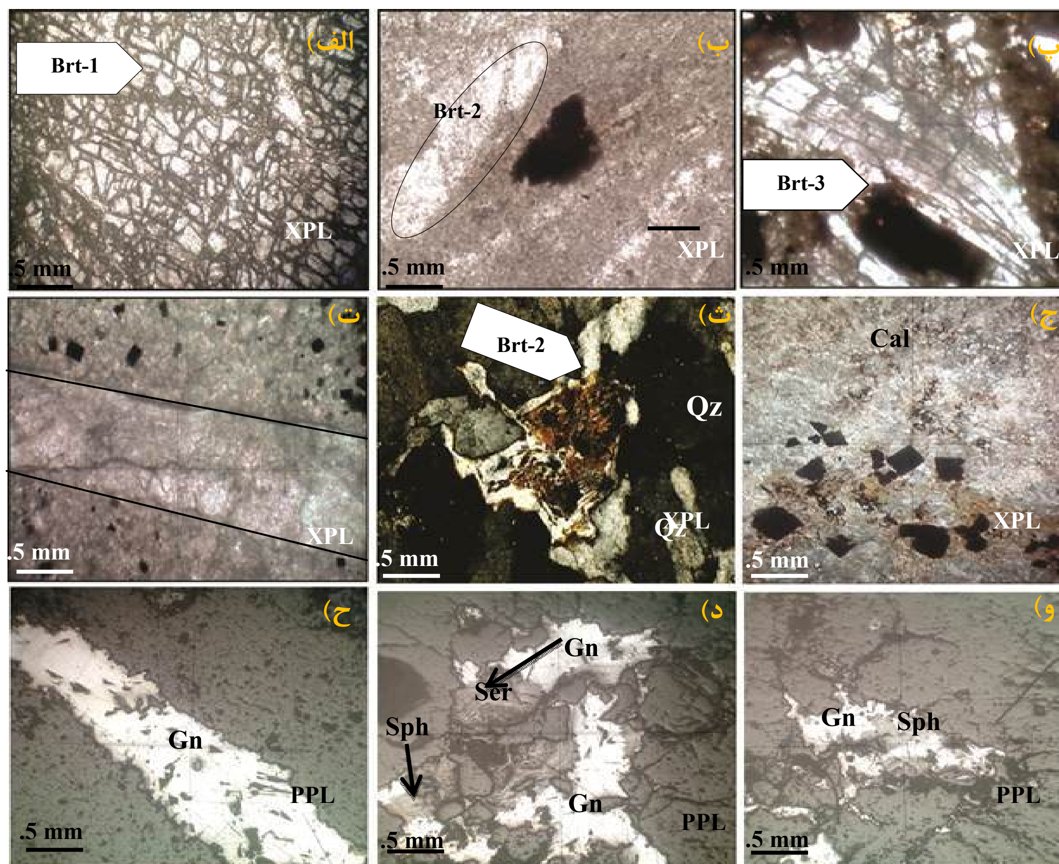
بررسی‌های میکروسکوپی

در بررسی‌های مقاطع میکروسکوپی، علاوه بر باریت به‌عنوان کانی غالب، کانی‌های سولفیدی شامل پیریت، گالن، اسفالریت و کانی اکسیدی سروزیت نیز مشاهده می‌شوند. باریت به چندین شکل مشاهده شد. باریت‌های گونه‌ی اول (Brt-1)، که به صورت بلورهای درشت (۲ تا ۱/۲ میلی‌متر) شکل‌دار تا نیمه شکل دیده شده‌اند. وجود بلورهای درشت باریت می‌تواند نشانگر رشد آرام و احتمالاً واکنش طولانی شاره‌های کانه‌زا با سنگ دیواره باشد. (شکل ۴ الف). باریت‌های گونه‌ی دوم (Brt-2) به صورت بی‌شکل (ظاهری تقریباً گرد تا نیمه گرد) و بس ریزبلور دیده می‌شوند و فروانی کمتری نسبت به دیگر گونه‌های باریت وارد این نوع بلورها، فاقد خاموشی موجی بوده که نشان‌دهنده‌ی آن است که این گونه از کانی باریت فشارهای زمین‌ساختی را تحمل نکرده و در مراحل بعدی شکل‌گرفته‌اند (شکل ۴ ب). باریت‌های گونه‌ی سوم (Brt-3)، که گاهی به‌صورت بلورهای تیغه‌ای دیده شده‌اند که عموماً فضاهای خالی از قبل موجود را پرکرده‌اند. این فضاهای خالی پر شده توسط باریت به تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی سنگ میزبان پیش از کانه‌زایی شکل گرفته و نشان‌دهنده‌ی دیرزاد بودن باریت است (شکل ۴ پ).

کلسیت یکی دیگر از کانی‌های غالب در مقاطع نازک، است. تشکیل این کانی در دو مرحله پیش و پس از کانی‌سازی مشاهده می‌شود. کلسیت در اثر انحلال، شرایط را برای جانشینی باریت و کانی‌های دیگر مهیا کرده است و در برخی موارد به تنهائی به صورت رگه‌ای درز و شکاف‌ها را پرکرده است (شکل ۴ ت)، از دیگر کانی‌های مشاهده شده در بررسی‌های میکروسکوپی کوارتز است. بلورهای کوارتز براثر فرآیند سیلیسی شدن در اطراف باریت و به سمت سنگ در برگیرنده قرار گرفته است. کوارتز درشت‌دانه (۱/۲ تا ۱/۴ میلی‌متر) هم‌زمان با تشکیل باریت و بین فضاهای خالی نهشته شده‌است که هر چه از مرکز رگه به سمت دیواره می‌رویم کوارتزها ریزبلورتر می-شوند (شکل ۴ ث). پیریت بیشتر به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌ی ۰/۵ تا ۲ میلیمتر با چشم غیر مسلح هم به خوبی قابل مشاهده است. بیشتر دانه‌های پیریت به صورت کامل به گوئتیت تبدیل شده‌اند. (شکل ۴ ج) گالن نیز به صورت افشان و رگچه‌ای در سنگ میزبان آهکی مشاهده می‌شود. دانه‌های گالن با چشم غیر مسلح هم قابل مشاهده بوده و دانه‌ها اندازه‌ای بین ۱ تا ۰/۳ میلمتر دارند (شکل ۴ ح، و). سروزیت یک کانی ثانویه و محصول تجزیه گالن است و در نمونه‌های دستی اغلب به صورت بلورهای ریز و شفاف و به حالت بافت کلوفرمی در سطح شکستگی‌ها و حفره‌ها، و در مقاطع میکروسکوبی به‌صورت جانشینی دیواره‌ای و رخی در حاشیه‌ی بلورهای گالن دیده می‌شود (شکل ۴ د). اسفالریت کانی سولفیدی دیگری است که تنها در مقاطع میکروسکوپی و به صورت همیافت با گالن مشاهده می‌شود. دانه‌های اسفالریت بسیار ریز بوده و در اندازه‌های حداکثر تا ۵ میکرون مشاهده می‌شوند (شکل ۴ د).

روابط بافتی مشاهده شده بین کانی‌ها در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی منجر به ارائه دنباله‌ی پاراژنتیک در این کانسار شد (شکل ۵) این دنباله متشکل از باریت به عنوان کانی غالب همراه با کوارتز، کلسیت و دولومیت، گوئتیت، گالن، اسفالریت، پیریت، سروزیت است. وجود شکل‌های مختلف باریت نشان از تداوم تشکیل این کانی در مراحل مختلف است که دو مرحله‌ی ته‌نشینی سریع و آرام را می‌توان برای آن در نظر گرفت. تشکیل کانی‌های کوارتز و دولومیت پیامد حل شدن کلیست به‌وسیله‌ی شاره‌های کانه‌زا و جانشینی این دو کانی به جای کلسیت در مراحل قبل از کانی‌زایی است. البته کربنات کلسیم آبگون می‌تواند باعث تشکیل رگه‌های کلسیتی همزمان و یا پس از کانه‌زایی شود. وجود اسفالریت با گالن حاکی از همزمانی تشکیل آنهاست، ولی مشاهده‌ی این دو کانی در بخش‌های زیرین باریتی دلیلی بر آغاز تشکیل آنها پیش از کانه‌زایی باریت است. مسلما کانی‌های ثانویه‌ی حاصل از این دو، به ویژه سروزیت در مراحل اکسایش و اثر آب‌های غنی از کربنات بر آنها شکل گرفته‌اند. پیریت در مراحل پیش از کانه-زایی و مراحل اولیه‌ی کانی تشکیل شده است، ولی در مراحل اکسایش با حفظ شکل خود به گوئتیت تبدیل شده است. مشاهده‌ی رگه‌های کلسیت در حالت‌های مختلف نیز حاکی از این است که این کانی حین کانی‌زایی و حتی در مراحل بعدی دستخوش انحلال و ته‌نشست دوباره در شکستگی‌ها نیز شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]



شکل ۴ (الف) بلورهای درشت و نیمه شکل‌دار باریت گونه‌ی اول (Brt-1)، (ب) بلورهای ریز باریت گونه‌ی دوم (Brt-2)، (پ) باریت‌های تیغه‌ای گونه‌ی سوم (Brt-3)، (ت) پرشدگی رگه‌ها به‌وسیله‌ی کلسیت و پراکندگی پیریت‌های (Py) شکل‌دار در سنگ میزبان، (ث) باریت همراه با کوارتزهای درشت دانه و ریزبلور و اکسیدهای آهن (Fe-oxides) در سنگ میزبان آهک دولومیتی، (ج) پیریت‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در سنگ میزبان، (ح) قرارگیری گالن‌های درشت‌دانه به‌صورت رگچه‌ای در سنگ میزبان آهک دولومیتی، (د) پرشدگی فضاهای خالی توسط گالن(Gn) و اسفالریت (Sph) و تبدیل گالن به سروزیت (Ser) در حاشیه‌ها، (و) پارازنز گالن و اسفالریت.

Mineral	Pre- Mineralization	Early stage of Mineralization	Late stage of Mineralization	Oxidized zone
Barite				
Galena				
Sphalerite				
Pyrite				
Calcite				
Quartz				
Dolomite				
Goetite				
Cerussite				

شکل۵ توالی پاراژنتیکی کانسار باریت رباط پائین.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]

بحث و بررسی

زمین‌شیمی عناصر اصلی

در نمونه‌ی سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی میزان اکسیدهای MnO(۰٫۳-۱٫۵٪), Al_2O_3(۰٫۱-۱۲٪), Fe_2O_3(۳٫۵-۸٫۰۹٪) و MgO(۱٫۷-۳٫۰۹) بالاست. مقادیر بالای اکسیدهای MnO و Fe_2O_3 در نمونه‌ی سنگ میزبان (آهک دولومیتی) منطقه‌ی مورد بررسی، می‌تواند به‌دلیل تأثیر آبگون‌های جوی بر کربنات‌های منطقه باشد مقدار Mn با افزایش تأثیر آب‌های جوی افزایش می‌یابد [۷] که این افزایش، به دلیل بالا بودن ضریب تفکیک Mn (تقریباً بیش از ۱۵ در آب‌های جوی است [۸]. میزان MgO(۱٫۷-۳٫۰۹) در نمونه‌ی سنگ میزبان (سنگ‌آهک دولومیتی) نمونه‌ی شیلی منطقه‌ی مورد بررسی تا حدودی بالاست این فرایند نشان می‌دهد که مقدار Mg از آغاز و هنگام رسوب‌گذاری و تشکیل لایه شیلی بالا بوده است [۲]. پائین بودن میزان Al_2O_3(۰٫۱ -۰٫۱۲) و TiO_2(۰٫۰۱ -۰٫۰۳) در نمونه‌های باریت رباط پائین و سنگ میزبان کانسار نشان‌دهنده‌ی خاستگاه گرمابی کانسار است [۹].

زمین‌شیمی عناصر فرعی

نمونه‌های باریت و در مقایسه با نمونه‌ی سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی به میزان بسیار کم عناصر فرعی هستند (جدول ۱). تمرکز عناصر Pb, Zn, Hg, Cu و Sb در نمونه‌های سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی، بیش‌تر از نمونه‌های باریت هستند. این اطلاعات دلالت بر این دارند که غنی‌شدگی Ba و Sr در نمونه‌های باریت رباط پائین همراه با تهی‌شدگی عناصر Pb, Zn, Hg, Cu و Sb هستند (شکل ۶). تمرکز نسبتاً بالای Sr در نمونه‌های باریت کانسار رباط پائین نشانه‌ای از خاستگاه شاره‌های کانه‌زای نوع گرمابی؛ دماپایین در این کانساراست [۱۰]. میزان Sr در نمونه‌های باریت در حدود میانگین ۳۱۸۰ ppm است که نشان‌دهنده‌ی حمل هم‌زمان دو عنصر Ba و Sr [۱۱] و نیز به دلیل جانشین شدن این عنصر به‌جای باریم در شبکه‌ی باریت و خاستگاه گرمابی ذخیره است [۱۲].

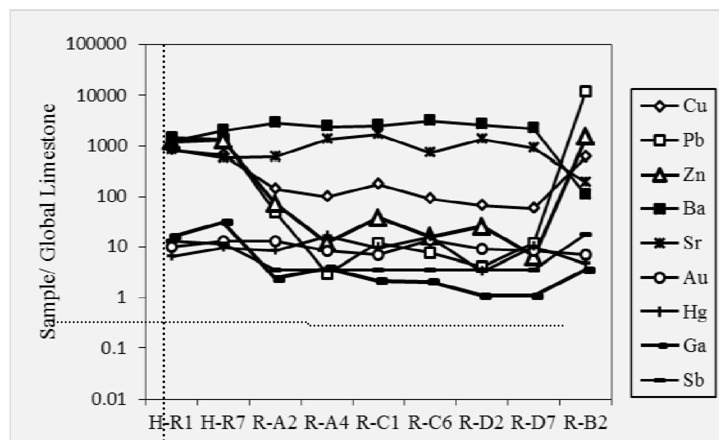
برای نشان دادن روند عناصر کمیاب بهنجار شده در نمونه‌ی سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی از نمونه‌های باریت به صورت خطوط منقطع استفاده شد.

میزان باریم، سرب و روی در نمونه‌ی سنگ میزبان (سنگ آهک دولومیتی) به‌ترتیب Ba(۲۹۷۴ ppm), Pb(۳۶۰ ppm), Zn(۳۷۶ ppm), و در نمونه‌ی شیلی Ba(۴۷۶۰ ppm), Pb(۵۸۰ ppm), Zn(۳۹۴ ppm) است (جدول ۱)، بالا بودن نسبی میزان باریم، سرب و روی را می‌توان به شیل‌های ناحیه نسبت داد که هنگام ته‌نشست حاوی باریم، سرب و روی بیشتری بوده‌اند و آب‌های جوی از طریق ترک‌ها و شکستگی‌ها وارد لایه‌ی شیلی شده و پس از آبشویی باریم، سرب و روی از این لایه‌ها در هنگام عبور لایه کربناتی باریم، سرب و روی را در این لایه‌ها ته‌نشین کرده‌اند [۲]. نسبت Co/Ni برای پیریت‌های کانسار رباط پائین کوچک‌تر از یک است (Co/Ni = ۰٫۸۸) و این نشان‌دهنده‌ی عدم ارتباط این کانسار با فعالیت‌های آذرین است [۱۳].

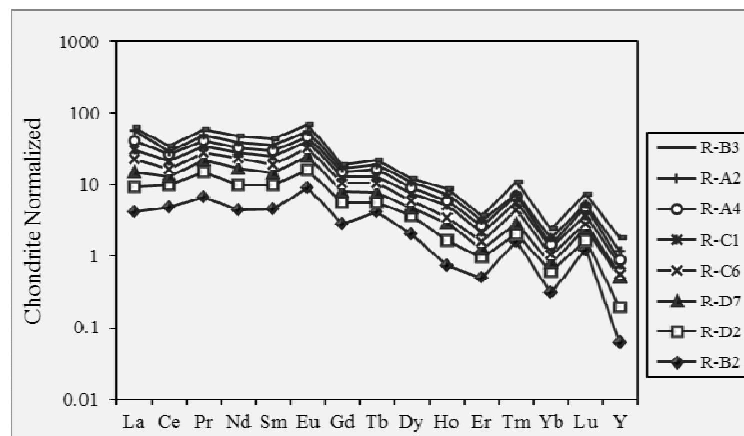
زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر (REE)

الگوهای REE بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۳] برای کلیه‌ی نمونه‌ها در کانسار باریت رباط پائین در شکل ۷ و ۸ ترسیم شده‌اند. مجموع کل عناصر خاکی نادر ΣREE برای انواع مختلف نمونه‌های باریت، نمونه‌ی گالن، نمونه‌ی سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی پایین به ترتیب بین ۹٫۳۷ pm تا ۱۱٫۴۵ و نیز بین ۲۸٫۸۶ pm تا ۳۱٫۱۳ تغییر می‌کند. در مرجع [۱۴] غلظت پایین عناصر نادرخاکی در باریت را نشانه‌ی بلوری شدن از یک شاره دانسته‌اند که از خاستگاه خود فاصله‌ی زیادی گرفته است. الگوهای توزیع REE بهنجارشده برای نمونه‌های مختلف نشان از غنی‌شدگی شدید از LREE نسبت به HREE دارد (شکل ۷). در این نمودارها همه‌ی نمونه‌های باریت کاهش تدریجی و جدایش مقدار عناصر خاکی نادر سبک LREE از La به سمت Sm نیز مشاهده می‌شود. این روند جدایش در نمونه‌هایی از باریت با خاستگاه مختلف توسط [۱۴] نیز گزارش شده است. پژوهندگان یاد شده علت روند کاهشی مقادیر بهنجار شده با کندریت از La تا Sm را افزایش محدودیت‌های بلورشناختی برای جانشینی REE در شبکه‌ی باریت دانسته‌اند. غنی‌شدگی LREE/HREE به‌دلیل غنی بودن شاره از کلر و عدم حضور شاره‌ی فلوئوردار در منطقه است. با توجه به این‌که حمل LREEها در گرماب در اثر همبافت کلریدی صورت می‌گیرد [۱۵] و چون کلریدها توانایی حلالیت بیش‌تری دارند، لذا در مراحل نهایی نهشته می‌شوند. این موضوع بالاتر بودن میزان LREE را در باریت‌های منطقه توضیح می‌دهد [۱۶]. وجود بهنجاری منفی Ce و نسبت $(La/Ce)_N$ = ۱٫۲۵ در نمونه‌ی سنگ میزبان با خاستگاه دریایی کربنات را نشان می‌دهند [۱۷]. با توجه به روند الگوی عناصر خاکی نادر در نمونه‌ی شیلی ($H\text{-}R_7$) و تشابه آن با الگوی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های ماده‌ی معدنی می‌توان شیل را به‌عنوان سنگ خاستگاه در نظر گرفت (شکل ۸).

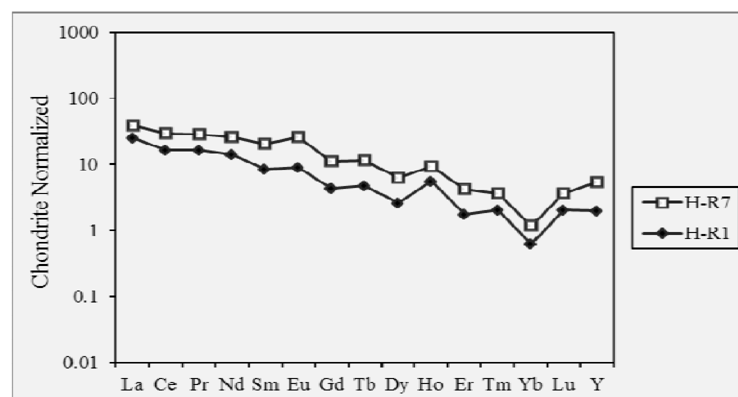
[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]



شکل۶ غلظت عناصر کمیاب در کانسار باریت رباط پائین بهنجار شده بر اساس میانگین جهانی غلظت عناصر خاکی نادر در سنگ آهک [۱۸].



شکل ۷ الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر در کانسار باریت رباط پائین.



شکل ۸ الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر برای نمونه‌ی سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی در کانسار باریت رباط پائین.

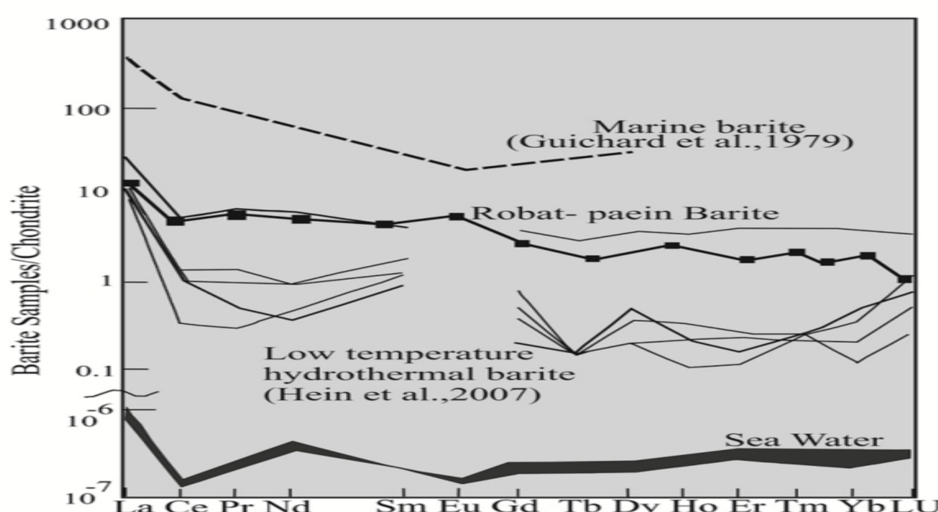
نسبت‌های Eu/Eu* والگوهای REE بهنجار شده با کندریت نشان می‌دهند که در همه‌ی نمونه‌های باریت و نمونه‌ی گالن، دارای بی‌هنجاری Eu مثبت هستند. Eu در بیشتر باریت‌های محیط خشکی بی‌هنجاری مثبتی از خود نشان می‌دهد [۱۹]. عنصر Eu بسته به شرایط احیایی یا اکسیدی محیط، می‌تواند به دو صورت Eu^{2+} و Eu^{3+} حضورداشته باشد. در حالت Eu^{+2}، عنصر Eu از نظر اندازه و بار دارای بیش‌ترین شباهت را به یون Ba^{2+} دارد و به‌راحتی بیش‌تری نسبت به

Eu^{3+} جانشین Ba^{2+} می‌شود؛ بنابراین، وجود بیهنجاری‌های Eu مثبت در نمونه‌های باریت، نشان‌دهنده‌ی حاکم بودن شرایط احیایی در محلول ته‌نشست کننده‌ی باریت است [۱۴]. بی‌هنجاری عنصر Ce به‌صورت:

$$(Ce/Ce^*)_{SN} = Ce_{SN} / (0.5La_{SN}+0.5Pr_{SN})$$

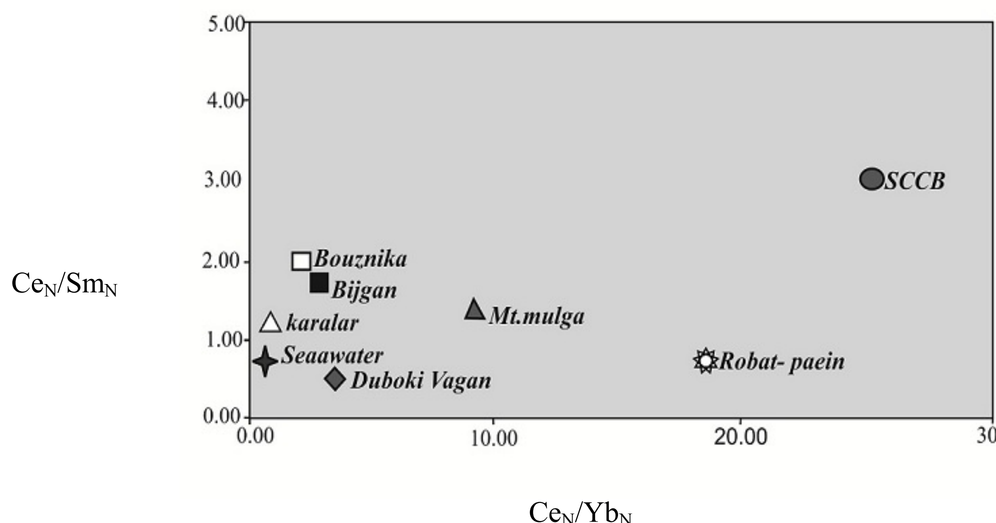
محاسبه می‌شود، در همه‌ی نمونه‌های با باریت کانسار رباط پائین، نسبت‌های *Ce/Ce و الگوهای REE بهنجارشده با کندریت، بیهنجاری‌های Ce منفی را به نمایش می‌گذارند. Ce در شرایط اکسایشی به‌صورت یون Ce^{+4} در زمان تشکیل باریت از محیط خارج می‌شود که این فرایند از باریت‌های با خاستگاه گرمابی گزارش‌شده است [۱۹]. نسبت *Ce/Ce در آب دریای آزاد و نهشته‌های وابسته به آن در بیشتر موارد کم‌تر از ۰/۵ است [۲۰] این نسبت در نمونه‌های باریت مورد بررسی از ۰/۹۱ تا ۰/۲۶ با میانگین ۰/۷۴ تغییر کرده و نشان می‌دهد که بی‌هنجاری منفی Ce می‌تواند ناشی از بالا بودن گریزندگی اکسیژن و نیز قلیایی بودن محیط تشکیل این کانسار دانست. نسبت Ce/La در باریت‌های تجزیه‌شده کانسار رباط پائین در گستره‌ی ۰/۵ تا ۱/۵۷ با میانگین ۱/۰۵ است، نسبت بالای Ce/La نشان‌دهنده‌ی این است که این ذخیره از نوع ذخایر باریت‌های قاره‌ای (Ce/La>1) می‌باشد این در حالی است که در باریت‌های دریایی نسبت Ce/La کمتر از یک و مشابه‌ی آب دریا را دارند [۱۴]. نسبت Y/Ho در آب دریا و باریت‌های دریایی وابسته به گرمابی‌های حوضه‌های پشت قوسی و کافت‌های بین اقیانوسی بالاست و به ۱۶۰ می‌رسد [۲۱]. ولی در باریت‌های رگه‌ای قاره‌ای نظیر کانسار (Duboki Vagan) در بوسنی به‌شدت پایین ۳/۵-۶ است [۱۲]. این نسبت در نمونه‌های باریت رباط پائین بین ۴ تا ۷/۱۴ تغییر می‌کند. نسبت پائین Y/Ho نشان‌دهنده‌ی این است که این ذخیره از نوع ذخایر باریت‌های قاره‌ای است [۱۲].

مقایسه‌ی توزیع الگوی عناصر خاکی نادر نمونه‌های کانسار باریت رباط پائین با باریت حاشیه‌ی قاره‌ای کالیفرنیا (SCCB) [۲۲] و آب دریا [۱۴] در (شکل ۸)، نشانگر این است که الگوی عناصر خاکی نادر باریت رباط پائین مشابه باریت حاشیه-ی قاره‌ای کالیفرنیا در گستره‌ی باریت‌های گرمابی؛ دماپایین قرار می‌گیرد (شکل ۹). مقایسه‌ی الگوی توزیع عناصر خاکی نادر نهشته‌های باریت رباط پائین با کانسارهای شامل کانسار باریت بیجگان [۱۸]، کانسار باریت Karalar [۲۳]، کانسار باریت Mt.Mulga [۲۴] کانسارهای باریت Duboki Vagan در کشور بوسنی [۱۲] و کانسار باریت جنوب کالیفرنیا [۲۲] مقایسه شدند با استفاده از نمودار Ce_N /Sm_N در برابر CeN /Yb_N (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که میزان نمونه‌های باریت در کانسار باریت رباط پائین از نمونه‌های Karalar در جنوب ترکیه [۲۳] با خاستگاه گرمابی (سیال آن آب دریا) و آب دریا فاصله‌گرفته‌اند (شکل ۹). این پدیده نشان می‌دهد که ذخایر باریت رباط پائین از گرماب با خاستگاه دریایی نبوده و می‌توان تا حدودی به خاستگاه گرماب به همراه شاره‌های جوی در تشکیل کانسار اشاره کرد.



شکل ۹ مقایسه‌ی الگوی میانگین عناصر خاکی نادر کانسار باریت رباط پائین با الگوی عناصر خاکی نادر باریت دریایی [۱۴]، گرمابی کم‌دما [۲۲] در مقایسه با آب دریا [۱۴] اقتباس از [۲۵].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]



شکل ۱۰ مقایسه‌ی میانگین نمونه‌های بهنجار شده [۳] باریت کانسار رباط پائین و دیگر کانسارهای باریت روی نمودار Ce_N/Sm_N در برابر Ce_N/Yb_N.

برداشت

کانسار رباط پائین درون واحدهای کربناتی کرتاسه زیرین شامل سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه که در بسیاری از نواحی دولومیتی شده و در سنگ‌آهک‌های نازک لایه، شیل و مارن قرار گرفته است. کانه‌زایی در منطقه به‌صورت روزادی و به شکل رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، توده‌ای و بافت جانشینی درون سنگ میزبان کربناتی (آهک دولومیتی) رخ‌داده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی که برای تشخص خاستگاه ماده معدنی بر ترکیب کانسنگ باریت انجام گرفت شامل عناصر اصلی، عناصر کمیاب و خاکی نادر است. در بررسی ژئوشیمیایی عناصر کمیاب، تمرکز عناصر Pb, Zn, Hg, Cu و Sb در نمونه‌های سنگ میزبان و نمونه‌ی شیلی بیش‌تر از نمونه‌های باریت هستند. این اطلاعات دلالت بر این دارند که غنی‌شدگی Ba و Sr در نمونه-های باریت رباط پائین همراه با تهی‌شدگی عناصر Pb, Zn, Hg, Cu و Sb هستند. همچنین مقایسه‌ی الگوی عناصر خاکی نادر باریت‌های کانسار رباط پائین با انواع کانسارهای باریت، نشان می‌دهد که الگوی توزیع عناصر خاکی نادر باریت رباط پائین مشابه باریت حاشیه‌ی قاره‌ای کالیفرنیا در گستره‌ی باریت‌های گرمابی با دمای پایین قرار می‌گیرد. بالا بودن تا حدودی میزان باریم، سرب و روی از مقادیر استاندارد در سنگ میزبان و شیل‌های منطقه کوهزایی سیمرین میانی تا حدودی با فعالیت‌های کوهزایی، دگرگونی و ماگماتیسم همراه بوده است، به این صورت که در آن زمان گرماب‌های حاصل از فعالیت‌های ماگمایی که حاوی باریم، سرب و روی بالایی بوده‌اند وارد حوضه‌ی رسوبی شده‌اند که رس‌ها در آن در حال ته‌نشینی بوده‌اند. ازآنجاکه قابلیت جذب سطحی رس‌ها بالاست، باریم، سرب و روی به‌وسیله‌ی رس‌ها جذب شده و سپس باگذشت زمان، رس‌ها به شیل تبدیل شده‌اند که بعداً آب‌های جوی از طریق ترک‌ها و شکستگی‌ها وارد لایه شیلی شده و پس از آبشویی باریم، سرب و روی از این لایه‌ها هنگام عبور، لایه‌ی کربناتی باریم، سرب و روی را در این لایه‌ها ته‌نشین کرده‌اند خاستگاه بنیادی سولفات باریم نیز احتمالاً سولفات آب دریا بوده است که در آن زمان وارد شیل‌های حوضه شده است. از سوی دیگر شرایط کاهنده نیز در حوضه حکفرما بوده است و باعث تبدیل سولفات به سولفید شده است که می‌تواند به عنوان خاستگاه بنیان سولفیدی سرب و روی در نظر گرفته شود [۱]. شواهدی از جمله دیرزاد بودن، نبودن ارتباط بین کانه‌زایی و فعالیت‌های آذرین، سنگ میزبان کربناتی (آهک دولومیتی)، دنباله‌ی کانیایی، فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه و ارتباط آن با کانه‌زایی، چینه‌کران بودن، سن واحدهای کربناتی میزبان کانه‌زایی وابسته به کرتاسه زیرین و شواهد زمین‌شیمیایی می-تواند تا حدودی مشخص‌کننده زایش کانسار رباط پائین از نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) باشد.

مراجع

[۱] خوش جو ا.، *"کانسارهای باریت ایران، نشریه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"* (۱۳۷۸).

[۲] آدابی م.، جمالیان م.، *" شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نحوه کانسارسازی در کربنات‌های معدن رباط (خمین - اراک)"*، مجله‌ی علوم زمین، شماره ۶۶ (۱۳۸۵) ۲-۲۳.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]

[3] McDonough W.F., Sun S.S., *"The composition of the earth",* Chemical Geology 120(3-4) (1995) 223–253.

[4] Zarasvandi A., Charchi A., Carranza E.J.M., *"Alizadeh. B., 2008. Karst bauxite deposit in the Zagros mountain belt, Iran",* Ore Geology Reviews, 32, P. 521-532.

[۵] واعظی پور م.، خلقی م.، *" نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰:۱ ورچه، سازمان زمین‌شناسی کشور"* (۱۳۸۴).

[۶] پیرنجم الدین، ح.، راستاد، ا.، محمودی، پ.، ۱۳۹۳، *"جایگاه چینه‌ای افق‌های کانه زایی روی سرب و باریت در توالی کربناته کرتاسه زیرین منطقه معدنی رباط، حوضه جنوب اراک، پهنه سنندج سیرجان"*، سی و سومین گردهمایی علوم زمین.

[7] Brand V., Veizer J., *"Chemical diagenesis of multicomponent CarboNate system:Trace elements",* Jour, Sed. Petrology, 50 (1980) 1219-1236.

[8] Pingitore N.E., *"The behavior of Zn2+ and Mn^{2+} during CarboNate diagenesis: Theory and application",* Jour. Sed. Petrology, 48 (1978) 799-814.

[9] Choi Jai Ho, Hariya Yu., *"Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan",* doi: 10.2113/gsecongeo.87.5.1265 Economic Geology August 1, 1992 vol. 87 no. 5 1265-1274.

[10] Kato Y., Nakamura, K., 2003, "Origin and global tectonic significance of early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara Craton, Western Australia": Precambrian Research 125(3_4), 191_243.

[11] Stamatakis M.G., Hein J.R., *"Origin of barite in Tertiary marine sedimentary rocks from Lefkas Island",* Greece: Economic Geology, v. 88, no. 1, p. (1993) 91–103.

[12] Jurković I., Garašić V., Hrvatović H., *"Geochemical characteristics of barite occurrences in the Palaeozoic complex of South-eastern Bosnia and their relationship to the barite deposits of the Mid- Bosnian Schist Mountain"*, Geologia Croatia 63(2), (2010) 241_258.

[۱۳] جزی م. ع.، شهاب پور ج.، *"بررسی خصوصیات کانی-شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی معدن سرب نخلک، اصفهان"*، مجله زمین‌شناسی اقتصادی شماره‌ی ۲: (۱۳۸۹) صفحه ۱۳۱-۱۵۱.

[14] Guichard F, Church TM, Treuil M, Jaffrezic H, *" Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning",* Geochim Cosmochim Acta 49(1979) 983–997.

[15] Taylor R. P., Fryer B. J., *"Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits".* In: Mineralization associated with acid magmatism (ed) A M Evans (John Wiley & Sons, Ltd). (1983).

[16] Eppinger G. E., Closs L. G., *"Variation of trace elements and rare earth elements in fluorite":* A possible tool for exploration, Econ. Geol. 85, (1990) 1896_1907.

[17] Murray R.W., *"Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications"*, Sedimentary Geology 90(3-4) (1994) 213– 232.

[18] Evensen M.N., Hamilton P., O'Nions R.K., *"Rare-earth abundances in chon-dritic meteorites",* Geochim Cosmochim. Acta 42 (1978) 1199.

[19] Ehya F., *"Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran".* Mineralogy and Petrology 104(1-2) (2011) 81-93.

[20] Elderfield H., *"The oceanic chemistry of the rare earth elements"*, Philos Trans R Soc London A325:105–126.Ehya, F., 2011. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. Mineralogy and Petrology 104(1-2) (1988) 81-93.

[21] Bao SX., Zhou HY., Peng XT., Ji FW., Yao HQ., *"Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment",* Juan de Fuca Ridge. Geochem J 42(2008)359_370.

[22] Hein J.R., Zierenberg R.A., Maynard J.B., Hannington M.D., *"Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland",* Deep Sea Research part II: Tropical Studies in Oceanography 54(11-13) (2007) 1327-1349.

[23] Bozkaya G, Gökce A., *"Trace- and rare-earth elements geochemistry of the Karalar (Gaipasa-Antalya) barite-galena deposits, Southern Turkey",* Turk J Earth Sci 13(2004)63-75.

[24] Griessmann M., Mumm A.S., Seifert T., Conor C., *"The Mt. Mulga barite magnetite copper gold mineralisation, Olary Domain, South Australia"*, Journal of Geochemical Exploration 106 (2010) 110 _120.

[25] Griffith E.M., Paytan A., *"Barite in the Ocean-occurrence, geochemistry, and Palaeoceanographic applications",* Sedimentology (doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01327) (2012).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.16.4]